干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

无定河下游全新世古洪水研究①

李晓刚[1,2]， 黄春长[2]， 庞奖励[2]
（1 商洛学院城乡规划与建筑工程学院，陕西 商洛 726000；
2 陕西师范大学地理科学与旅游学院，陕西 西安 710119）

摘 要：对无定河流域野外考察，在其下游苏家圪坨（SJGT）地点发现夹有古洪水滞流沉积物（SWD）的全新世剖面。古洪水SWD厚度30 cm，具有平行微薄层理特征，且直接覆盖在东汉文化层之上。室内分析结果表明古洪水SWD有着与2012年洪水SWD相似的沉积学特征，以粗粉沙为主，分选良好，磁化率和烧失量较小，说明它记录了一次无定河下游的大洪水事件。文化层光释光（OSL）测年结果显示该次古洪水事件发生在1 900～1 700 a BP。古洪水洪峰水位和洪峰流量分别为765.9 m和10 530 $m^3 \cdot s^{-1}$。同时利用2012年洪水洪痕水位验证，在同一断面用相同参数恢复洪峰流量为1 030 $m^3 \cdot s^{-1}$，实测洪峰流量为1 000 $m^3 \cdot s^{-1}$，误差为3.09%，说明古洪水洪峰流量恢复结果合理可靠。研究结果延长了无定河下游洪水数据序列，对水资源、水能源的开发利用提供了科学依据。

关 键 词： 古洪水水文学；滞流沉积物；全新世；无定河
文章编号：

洪水是自然风险灾害中造成损失最大的一种灾害类型，每年由洪涝造成的经济损失占全部自然灾害损失的40%，且发生频率也呈现上升趋势[1-2]。由于实测洪水和历史考证洪水时间序列短，造成对稀遇大洪水量级和频率的计算误差较大[3]。古洪水水文学依据河谷两岸全新世地层中的滞流沉积物和古水文学模型恢复古洪水水位和流量，使得大洪水时间序列延伸至万年尺度[4-5]。古洪水水文学起源于欧美[6-8]，国内在长江和黄河及其支流也都取得了一定成果[9-18]。但是，无定河流域洪水研究尚集中在单次暴雨洪水特征分析[19]，或者利用数十年实测洪水值计算设计洪水量级与频率[20-21]，未能发掘更长尺度的洪水信息，即在无定河流域古洪水研究尚未报道。

通过对无定河流域考察，在其下游发现夹有古洪水滞流沉积物（Slackwater deposit 即SWD）的全新世剖面，恢复重建的古洪水水文信息延长了该流域的洪水数据序列，对水资源、水能源的开发与管理提供了科学依据。

1 研究区域概况

无定河位于黄河晋陕段西侧，是河龙区间流域面积最大、水沙量最大的支流。发源于白于山，由西向东流经内蒙古自治区鄂尔多斯市和陕西省榆林市，于清涧县河口村汇入黄河，干流呈弓形（图1）。干流河道全长491.2 km，流域面积30 261 km^2，河源高程1 730 m，河口高程572 m，总落差达1 158 m，平均比降1.79‰。年平均气温5～9 ℃，多年平均降水量409.1 mm，降水年内分配不均，7～9月降水量占全年总降水量的70%，且多为暴雨或大暴雨。

流域洪水主要是暴雨洪水，洪水呈现出暴涨暴落，峰型为尖瘦、峰高而量小，历时短、含沙量大的特征。据考证该流域有74座古遗址，文化性质包括仰韶文化、龙山文化、鬼文化、春秋战国及秦汉[22]。无定河下游从苏家岩至河口，长92 km，河谷位于基岩峡谷之中，岸高谷深，河道曲折多弯，河床由三叠系砂岩组成，河槽稳定，水流集中。白家川水文站多年平均流量为46.6 $m^3 \cdot s^{-1}$，多年平均径流总量为

① **收稿日期：**2019-02-05； **修订日期：**2019-06-03
基金项目：国家自然科学基金目（41701090）；陕西省创新能力支撑计划项目（2019KJXX-026）；商洛学院科研项目（18SKY002）资助
作者简介：李晓刚（1983-），男，山西吕梁人，副教授，博士，研究方向为水文地貌学. E-mail：sxlixiaogang@163.com

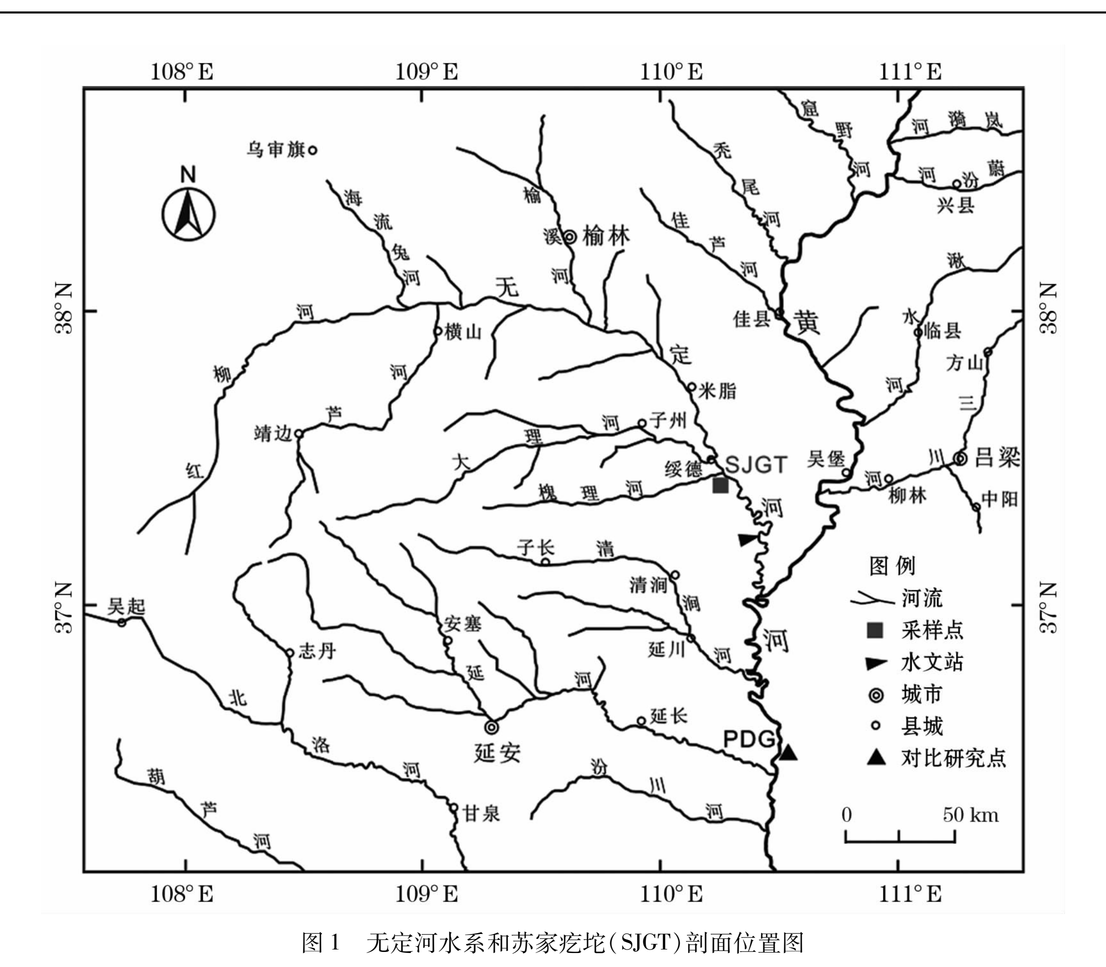


图 1　无定河水系和苏家疙坨(SJGT)剖面位置图

Fig. 1　Location of the Sujiagetuo (SJGT) profile and water system in the Wudinghe River

15.3×10^8 m^3。实测最大洪峰流量为 4 980 $m^3\cdot s^{-1}$(1966 年 7 月 18 日),多年平均含沙量为 145 $kg\cdot m^{-3}$,最大含沙量 1 290 $kg\cdot m^{-3}$。历史调查最大洪水出现在 1919 年 8 月 6 日,洪峰流量 11 500 $m^3\cdot s^{-1}$[23-24]。

2　沉积剖面与实验方法

2.1　沉积剖面

2012 年 10 月对无定河流域进行古洪水水文学考察,在绥德县东南部崔家湾镇苏家圪坨村发现夹有古洪水滞流沉积物(SWD)的全新世剖面(SJGT)(图 1)。剖面位于无定河右岸沿河公路边,是公路施工取土陡坎,剖面未经人为扰动(图 2)。该剖面高 2.5 m,在深度为 140 ~ 170 cm 层位发现典型古洪水滞流沉积物(SWD),存在若干小于 5 cm 的微薄水平层理,古洪水 SWD 直接覆盖在文化层之上(图 2)。文化层中陶片多为泥质夹砂灰残陶,饰粗、细绳纹,也有素面,从文化残片特征上初步判定为秦汉时期[22],结合实验室光释光测年结果确定该文化层为东汉时期。研究河段为基岩河床,河底与河漫滩有卵石,两岸基岩崖壁陡峭,长有树木和灌木丛,河槽形状较规整。另外,该河段为峡谷地带,当大洪水发生时,洪水直接淹没全部河槽与两岸基岩。古洪水 SWD 顶界高于路面 1.1 m,高于无定河平水位 12.8 m,高于 2012 年洪水洪痕 8.8 m(图 3)。在进行观察测量记录之后,采集古洪水 SWD 沉积学样品。并在该地点附近缓坡台地采集了 2012 年洪水 SWD 样品,作沉积学对比分析。在东汉文化层采集陶片和烧土块作为光释光(OSL)测年样品。

2.2　实验方法

野外考察用 LRM1500 型激光测距仪和 GPS 测量河槽断面、河道比降等水文参数以及现代洪水洪痕的海拔高度。室内依据 1:10 000 地形图对野外测量数据进行检核校正。古洪水 SWD 和 2012 洪水 SWD 沉积学样品室内自然风干后,进行了粒度、磁化率等理化性质实验。粒度在用双氧水和稀盐酸预处理后,采用 Mastersizer-S 型激光粒度仪测定。磁化率采用 MS-2 型磁化率仪测定。烧失量借助马弗炉用燃烧失重法测定。$CaCO_3$ 含量采用 08.53 型碳



图 2　无定河下游苏家疙坨(SJGT)剖面古洪水滞流沉积层和东汉文化层照片

Fig. 2　Photograph of palaeoflood slackwater sediments and Eastern Han culture layers at Sujiagetuo (SJGT) profile in the lower reaches of the Wudinghe River

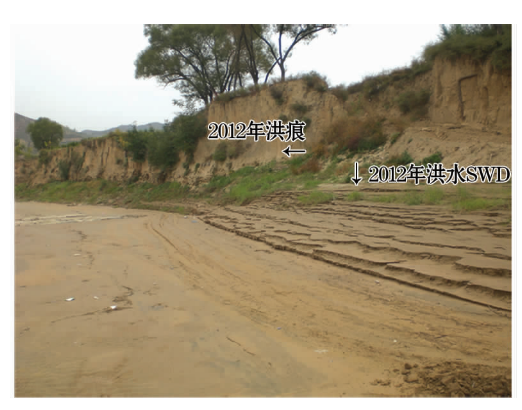


图 3　无定河下游苏家疙坨(SJGT)地点 2012 洪水 SWD 和洪痕照片

Fig. 3　Photograph of 2012 flood slackwater sediments and flood mark at Sujiagetuo (SJGT) site in the lower reaches of the Wudinghe River

酸钙测定仪测定。

2.3　年代确定

古洪水滞流沉积层直接覆盖在东汉文化层之上,通过测定文化层年龄即可得到古洪水发生年代。东汉文化层厚 5 ~ 10 cm,含有石炭、烧土块、木炭屑、陶片若干,陶片 OSL 测年结果为 1 790 ± 70 a,烧土块 OSL 测年结果为 1 990 ± 60 a。综合判断无定河下游苏家疙坨(SJGT)剖面古洪水 SWD 记录的全新世大洪水发生在 1 900 ~ 1 700 a BP。

无定河下游在 1 900 ~ 1 700 a BP 之间发生大洪水,并不是孤立存在的,在其干流黄河晋陕峡谷 PDG 地点(图 1)[13] 和汉江上游 LWD 地点[25] 也发现了记录着该时期大洪水的滞流沉积物。1 900 ~ 1 700 a BP(AD100 ~ 300)之间,历史上为东汉末至西晋初的过渡时期,诸多历史文献记载该时期自然灾害频发,是旱涝灾害的突变时期[26]。即 1 900 ~ 1 700 a BP 无定河下游 SJGT 地点、黄河中游平渡关(PDG)地点和汉江上游辽瓦店(LWD)地点记录的大洪水事件,发生在全新世晚期的一个全球性气候恶化期。

3　沉积学分析与讨论

3.1　粒度成分分析

粒度分析是沉积学研究基本方法之一,是判别古洪水滞流沉积物最主要指标[9,11]。由表 1 看出,无定河下游 SJGT 剖面古洪水 SWD 粒度成分以粗粉沙(16 ~ 63 μm)为主,含量为 59.58%;细沙(> 63 μm)含量和细粉沙(2 ~ 16 μm)含量基本相当,分别为 16.71% 和 19.82%;黏粒(< 2 μm)含量最少,为 3.89%。2012 年洪水 SWD、黄河中游 PDG 古洪水 SWD 粒度组成与古洪水 SWD 相似,粗粉沙含量最多,粘粒含量最少。

中值粒径(*Md*)和平均粒径(*Mz*)是反映沉积物中主要颗粒成分的参数。古洪水 SWD 中值粒径和平均粒径分别为 31.88 μm 和 35.71 μm,属于粗粉沙区间;2012 年洪水 SWD、黄河中游 PDG 古洪水 SWD 的中值粒径和平均粒径都与古洪水 SWD 类似,都属于粗粉沙区间。标准离差(σ)和分选系数(S)均是表示分选程度的参数。古洪水SWD的标

表 1　无定河下游 SJGT 古洪水 SWD、2012 年洪水 SWD 和黄河中游 PDG 古洪水 SWD 粒度特征表

Tab. 1　Grain-size distribution of palaeoflood SWD and 2012 flood SWD at the SJGT site in the lower reaches of the Wudinghe River and palaeoflood SWD at the PDG site in the Yellow River

SWD	黏粒 <2 μm /%	细粉沙 2 ~ 16 μm /%	粗粉沙 16 ~ 63 μm /%	细沙 >63 μm /%	*Md* / μm	*Mz* / μm	σ	*S*	*SK*	*Kg*
SJGT – 古洪水	3.89	19.82	59.58	16.71	31.88	35.71	1.51	0.79	0.23	1.47
SJGT – 2012 年洪水	2.96	9.86	46.52	40.67	54.62	58.22	1.33	0.65	0.32	1.64
PDG – 古洪水	3.63	10.70	38.89	45.78	58.88	66.05	1.54	0.74	0.29	1.66

注:σ 为标准离差;*S* 为分选系数;*SK* 为偏度,*Kg* 为峰度

准离差和分选系数均较小,分别为1.51和0.79,说明其在搬运沉积过程中分选性较好。2012年洪水SWD标准离差和分选系数分别为1.33和0.65,分选较好。这些粒度参数都表明,无定河下游SJGT地点古洪水SWD和2012年洪水SWD,粒级分布集中,分选良好。

3.2 粒度分布频率分析

粒度自然分布频率曲线和累积频率曲线可以直观地反映滞流沉积物的性质特征如众数、峰度和偏态等。从图4a可以看出,古洪水SWD和2012年洪水SWD粒度自然分布频率曲线均呈现单峰型,且主峰都落在粗粉沙区间,主峰高而狭窄,说明分选良好。从图4b可以看出,古洪水SWD和2012年洪水SWD坡度陡峭,说明粒径集中分布在一个窄小的粒径范围之中,也说明它们分选性好。这与粒度参数中偏度(*SK*)和峰度(*Kg*)反映出的情况完全一致。结合粒度组成、粒度参数和粒度频率共同说明,无定河下游SJGT剖面古洪水SWD和2012年洪水SWD具有以悬移质粉沙为主体、分选良好的沉积学特征,都是悬移质泥沙在高水位滞流环境下的沉积产物。

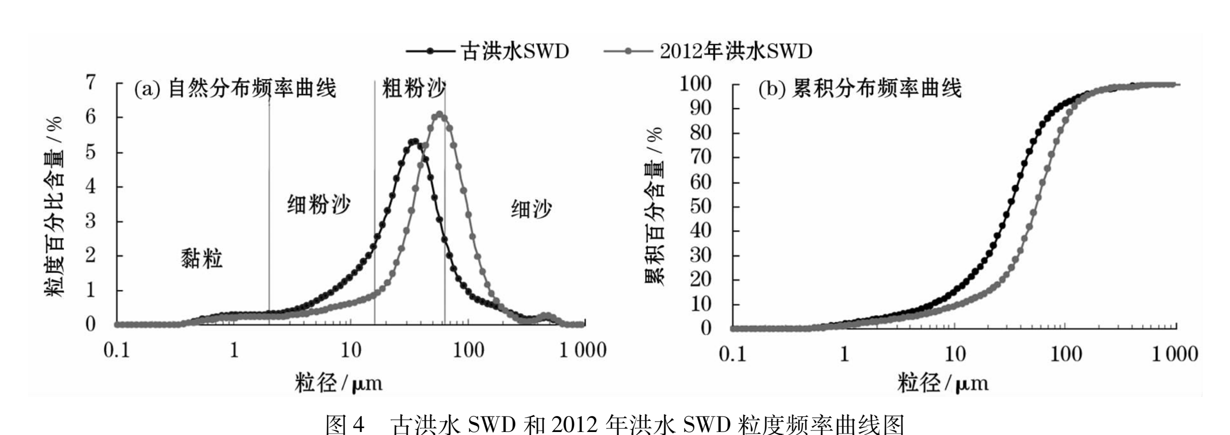


图4 古洪水SWD和2012年洪水SWD粒度频率曲线图

Fig.4 Grain-size frequency curves of palaeoflood SWD and 2012 flood SWD

3.3 磁化率、烧失量和$CaCO_3$分析

在古洪水滞流沉积物的判别中,磁化率、烧失量和碳酸钙也常常作为鉴定指标,来与现代洪水滞流沉积物对比鉴别。由表2可以看出,无定河下游SJGT古洪水SWD和2012年洪水SWD的磁化率都很低,分别为37.8×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$和28.3×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$,与黄河中游PDG古洪水SWD磁化率(46.6×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$)接近。因为它们均为新鲜产物,受到风化成壤作用的影响非常小。

表2 SWD磁化率、烧失量和碳酸钙分析

Tab.2 Magnetic susceptibilities, loss-on-ignition and contents of calcium carbonate of SWD

SWD	磁化率 /10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$	烧失量/%	$CaCO_3$/%
SJGT-古洪水	37.8	2.75	13.55
SJGT-2012年洪水	28.3	1.88	10.50
PDG-古洪水	46.6	1.93	9.29

古洪水SWD和2012年洪水SWD烧失量都较低,分别为2.75%和1.88%,与黄河中游PDG古洪水SWD烧失量(1.93%)相当。低于黄河中游地区全新世大暖期形成的古土壤层(S_0)的烧失量[27]。河流悬移质泥沙沉积物经过流水长距离搬运分选,在分选过程中较多的有机质被分选流失。

古洪水SWD和2012年洪水SWD碳酸钙含量都较高,分别为13.55%和10.50%,与黄河中游PDG古洪水SWD碳酸钙值(9.29%)接近,高于黄河中游全新世大暖期形成的古土壤层(S_0)的碳酸钙含量[27]。无定河流域洪水大多来源于暴雨,暴雨冲刷了大量易溶的碳酸钙,因此滞流状态下沉积下来的沉积物中所含的碳酸钙较多。

无定河下游SJGT剖面古洪水SWD和2012洪水SWD磁化率、烧失量和碳酸钙3个沉积物指标都非常接近,说明二者物质来源和沉积环境相近,均为无定河流域洪水沉积物。

4 古洪水水文学重建

4.1 古洪水水位确定

全新世古洪水水位的确定依赖于其当时洪水沉积的SWD高程和厚度。古洪水水位的恢复有3种方法:古洪水SWD顶面高程法、古洪水SWD尖灭点

高程法、古洪水 SWD 厚度与含沙量法[15]。古洪水 SWD 顶面高程法未考虑沉积水深,故恢复的古洪水水位严重偏低。古洪水 SWD 尖灭点高程法取决于沉积环境是否保留了尖灭点(end-point),尖灭点是在缓坡台地上 SWD 厚度无限接近 0 的地方。因此大多数古洪水研究点都选择古洪水 SWD 厚度与含沙量法来恢复古洪水洪峰水位[14-17]。根据无定河白家川水文站统计结果,12 次大洪水最大含沙量在 242~1 290 kg·m^{-3}之间,平均为 584.75 kg·m^{-3}。依据公式$\rho = s/r_s$(式中ρ为体积含沙量(%),s为含沙量(kg·m^{-3}),泥沙容重r_s为 2 650 kg·m^{-3})计算,可知无定河白家川水文站大洪水体积含沙量介于 9.1%~48.7%,平均为 22%。虽然历史时期无定河流域人类活动影响不大,但是无定河下游 SJGT 剖面记录的古洪水发生在东汉—西晋气候转折突变时期,频繁发生干旱和暴雨洪水,导致无定河流域泥沙含量较大。因此利用古洪水 SWD 厚度与含沙量法恢复无定河下游 SJGT 地点古洪水水位时,确定古洪水体积含沙量为 22%(585 kg·m^{-3}),相当于现代大洪水平均值。根据无定河下游 SJGT 剖面古洪水 SWD 厚度 0.3 m 和体积含沙量求得古洪水 SWD 沉积水深 1.36 m,结合古洪水 SWD 的底界高程 764.5 m,得到古洪水洪峰水位高程为 765.9 m。

4.2 古洪水河槽断面确定

由于基岩峡谷河段的河槽抗侵蚀能力强、河槽断面变化小、河流的水流状态稳定,故在古洪水流量恢复重建误差小,因此国内外古洪水水文学界一般都选择在基岩峡谷型河道进行古洪水研究[7-8,13,28]。无定河下游河谷位于基岩峡谷之中,岸高谷深,河床由三叠系砂岩组成,河槽稳定,水流集中,在全新世期间变化很小,是古洪水水文学研究的理想河段。根据野外测量数据和大比例尺地形图核准,在 SJGT 剖面下游约 300 m 处选择了基岩河岸相对距离最短、与水流垂直的河槽断面作古洪水流量恢复研究(图 5)。根据上文已经确定的古洪水洪峰水位,计算出古洪水过洪断面面积和湿周等水力学参数(表 3)。

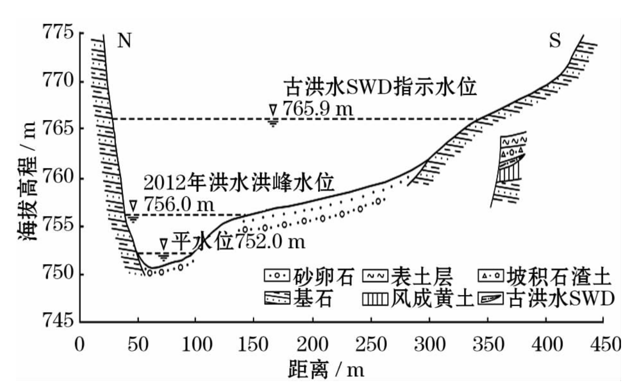


图 5 无定河下游 SJGT 河槽断面与全新世古洪水洪峰水位图

Fig. 5 Cross-section of the channel and the palaeoflood peak stage at the SJGT site in the lower reaches of the Wudinghe River

表 3 无定河下游 SJGT 地点全新世古洪水计算结果

Tab. 3 Peak discharge reconstruction of palaeoflood and 2012 flood at the SJGT site in the lower reaches of the Wudinghe River

洪水	洪峰水位 H /m	水面宽 B /m	水深 h /m	水面比降 S	糙率系数 n	过水断面面积 A /m^2	湿周 L /m	水力半径 R /m	洪峰流量 Q /m^3·s^{-1}
古洪水 SWD	765.9	310.0	15.1	0.002 5	0.035	2 586.99	315.60	8.20	15 030
2012 年洪水	756.0	101.0	5.2	0.002 5	0.035	310.55	87.67	3.54	1 030

4.3 古洪水洪峰流量计算

在恢复古洪水洪峰水位和过洪断面后,重建洪峰流量的计算方法有多种,但各种方法都有一定的约束条件和适用河段[24]。鉴于无定河下游 SJGT 河段属基岩峡谷河段,过洪断面和和湿周可以准确计算,选用比降法来计算古洪水洪峰流量,其计算公式为:

$$Q = \frac{1}{n} A R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \tag{1}$$

式中:Q 为洪峰流量(m^3·s^{-1});n 为河道糙率系数;A 为过流面积(m^2);R 为水力半径(m);S 为水面比降。

由于无定河下游 SJGT 河段河床为基岩且无跌水急流,河槽稳定,冲淤量很少,所以依据比降法的使用条件,水面比降采用河床比降来替代。在野外实地测量基础上,利用大比例尺地形图多个高程点核准校正,确定该河段比降为 2.5‰。

对于河道糙率系数 n,野外考察中发现无定河

下游 SJGT 河段为基岩河槽,河床有少量沙卵石沉积,左岸悬崖峭壁,右岸稍缓,两岸长有杂草和灌木。根据水力学中天然河道糙率特征[29],选取糙率系数 n 为 0.035。

综上,依据无定河下游 SJGT 剖面所含古洪水 SWD 厚度利用厚度含沙量法推算出古洪水洪峰水位为 756.9 m,根据绘制的过洪断面图(图 5)计算水面宽、水深、湿周、过水断面面积和水力半径等,结合确定的比降和糙率系数等水力参数,计算出无定河下游 1 900 ~ 1 700 a BP 古洪水事件的洪峰流量为 15 030 $m^3 \cdot s^{-1}$(表 3)。无定河下游古洪水洪峰流量是实测最大洪水(4 980 $m^3 \cdot s^{-1}$)的 3 倍左右,黄河中游 PDG 地点记录的同时期古洪水洪峰流量为 50 220 $m^3 \cdot s^{-1}$[13],为实测最大洪水(24 000 $m^3 \cdot s^{-1}$)的 2.1 倍左右,符合全新世特大洪水量级发生的一般规律[30]。

4.4 古洪水水文验证

洪水过后常常在河流两岸留下树挂杂物、冲刷痕迹和泥沙附着沉积等(国外称为 High Water Marks,HWM),这些洪水高水位标志对于恢复洪峰流量具有重要的水文意义。2012 年 10 月野外考察中,对无定河下游 SJGT 河段 2012 年洪水洪痕进行了调查与测量,2012 年洪水洪痕高于平水位 4.0 m,洪峰水位为 756.0 m。在无定河下游 SJGT 河段的同一过洪断面(图 5),采用与古洪水恢复时同样的水力学参数,运用比降法计算出无定河下游 SJGT 断面 2012 年 7 月 15 日洪水(年度最大洪水)洪峰流量为 1 030 $m^3 \cdot s^{-1}$(表 3)。无定河下游白家川水文站实测该次洪水的洪峰流量为 1 000 $m^3 \cdot s^{-1}$,恢复的洪峰流量与实测值误差为 3.09%。借助河岸两侧洪痕推算当年最大洪水洪峰流量,一方面可以校核水文站实测洪峰流量和流量计算过程中涉及的水力学参数,另一方面也说明了在无定河下游 SJGT 河段运用比降法恢复重建的全新世晚期 1 900 ~ 1 700 a BP 古洪水洪峰流量结果是合理可靠的。

5 结 论

通过对无定河流域野外考察、室内分析和古水文计算,发现:(1)无定河下游绥德苏家疙坨夹有古洪水 SWD 的全新世剖面,古洪水 SWD 含有平行微薄层理,且直接覆盖在东汉文化层之上。(2)古洪水 SWD 粒度、磁化率、烧失量和碳酸钙与 2012 洪水 SWD 沉积性质相似,以粉沙为主,分选良好,磁化率和烧失量较小,是无定河洪水悬移质泥沙在高水位滞流情况下的沉积物。(3)古洪水事件发生在 1 900 ~ 1 700 a BP,该时间段位于东汉—西晋过渡时期和气候变化的突变时期,是全球气候变化区域响应的结果。(4)古洪水洪峰水位和洪峰流量分别为 765.9 m 和 10 530 $m^3 \cdot s^{-1}$,经过 2012 年洪水验证,恢复重建的古洪水洪峰流量合理可靠。

前人对无定河流域洪水的研究集中于 2 个方面:一是对现代一次暴雨洪水过程的特征研究,二是利用数十年实测洪水值进行洪水频率计算。本文研究结果使得无定河流域洪水数据序列延长至万年尺度,对稀遇大洪水发生频率、重现期计算提供了基础水文数据,对于无定河流域水资源、水能源的开发与管理具有重要的现实意义。

参考文献(References)

[1] 黄健民,徐之华. 气候变化与自然灾害[M]. 北京:气象出版社,2005:46 - 47. [HUANG Jianmin, XU Zhihua. Climate change and natural disasters[M]. Beijing: Meteorological Press, 2005:46 - 47.]

[2] KNOX J C. Large increase in flood magnitude in response to modest changes in climate[J]. Nature, 1993, 361:430 - 432.

[3] BENITO G, THORNDYCRAFT V R. Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences[J]. Journal of Hydrology, 2005, 313:3 - 15.

[4] BAKER V R. Palaeoflood hydrology: Origin, progress, prospects[J]. Geomorphology, 2008, 101:1 - 13.

[5] BENITO G, LANG M, BARRIENDOS M, et al. Use of systematic palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation: Review of scientific methods[J]. Natural Hazards, 2004, 31:623 - 643.

[6] BAKER V R. Palaeoflood hydrology and extraordinary flood events [J]. Journal of Hydrology, 1987, 96:79 - 99.

[7] BENITO G, ALFONSO Sopena, YOLANDA Sanchez-Moya, et al. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene[J]. Quaternary Science Review, 2003, 22:1737 - 1756.

[8] SHEFFER N A, RICO M, ENZEL Y, et al. The palaeoflood record of the Gardon River, France: A comparison with the extreme 2002 flood event[J]. Geomorphology, 2008, 98:71 - 83.

[9] 朱诚,郑朝贵,马春梅,等. 长江三峡库区中坝遗址地层古洪水沉积判别研究[J]. 科学通报,2005,50(20):2240 - 2250. [ZHU Cheng, ZHENG Chaogui, MA Chunmei, et al. The indentify study of palaeoflood slackwater deposits in ruins layer of Yangtze River middle dam[J]. Chinese Science Bulletin, 2005, 50(20):2240 - 2250.]

[10] 杨晓燕,夏正楷,崔之久. 黄河上游全新世特大洪水及其沉积特征[J]. 第四纪研究,2005,25(1):80－85. [YANG Xiaoyan, XIA Zhengkai, CUI Zhijiu. Holocene extreme floods and its sedimentary characteristic in the upper reaches of the Yellow River[J]. Quaternary Science,2005,25(1):80－85.]

[11] 黄春长,庞奖励,查小春,等. 黄河流域关中盆地史前大洪水研究——以周原漆水河谷地为例[J]. 中国科学(地球科学),2011,41(11):1658－1669. [HUANG Chunchang, PANG Jiangli, ZHA Xiaochun, et al. Prehistorical floods in the Guanzhong Basin in the Yellow River drainage area: A case study along the Qishuihe River Valley over the Zhouyuan loess tableland[J]. Science Sinica Terrae,2011,41(11):1658－1669.]

[12] 李晓刚,黄春长,庞奖励. 丹江上游全新世早期古洪水滞流沉积物粒度特征研究[J]. 干旱区地理,2014,37(4):646－655. [LI Xiaogang, HUANG Chunchang, PANG Jiangli. Grain-size characteristics of the early Holocene flood slackwater deposits in the upper reaches of the Danjiang River[J]. Arid Land Geography,2014,37(4):646－655.]

[13] LIU Tao, HUANG Chunchang, PANG Jiangli, et al. Extraordinary hydro-climatic events during 1800－1600 yr BP in the Jin-Shaan Gorges along the middle Yellow River, China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,2014,410:143－152.

[14] 石彬楠,黄春长,庞奖励,等. 渭河上游天水东段全新世古洪水水文学恢复研究[J]. 干旱区地理,2016,39(3):573－581. [SHI Binnan, HUANG Chunchang, PANG Jiangli, et al. Hydrological reconstructions of the Holocene palaeoflood in the Tianshui east reach of the upper Weihe River[J]. Arid Land Geography,2016,39(3):573－581.]

[15] 刘雯瑾,黄春长,庞奖励,等. 黄河马头关段全新世古洪水水文恢复及气候背景研究[J]. 干旱区地理,2017,40(1):85－93. [LIU Wenjin, HUANG Chunchang, PANG Jiangli, et al. Holocene palaeoflood and climatic changes at the Matouguan reach of the Yellow River[J]. Arid Land Geography,2017,40(1):85－93.]

[16] GUO Yongqiang, HUANG Chunchang, PANG Jiangli, et al. Reconstruction palaeoflood hydrology using slackwater flow depth method in the Yanhe River Valley, middle Yellow River Basin, China[J]. Journal of Hydrology,2017,544,156－171.

[17] 王兆夺,黄春长,查小春,等. 淮河上游卢庄段全新世古洪水水文恢复研究[J]. 干旱区地理,2018,41(2):325－333. [WANG Zhaoduo, HUANG Chunchang, ZHA Xiaochun, et al. Palaeoflood sedimentological and hydrological study of the Luzhuang section in the upper reaches of Huaihe River[J]. Arid Land Geography,2018,41(2):325－333.]

[18] 刘科,查小春,黄春长,等. 秦岭南北河流不同尺度特大洪水对比研究[J]. 干旱区地理,2015,38(3):494－501. [LIU Ke, ZHA Xiaochun, HUANG Chunchang, et al. A comparative study of floods of main rivers on both sides of Qinling Mountains in different timescale[J]. Arid Land Geography,2015,38(3):494－501.]

[19] 卢寿德,卢广毓,巩琳. 无定河流域 2017 年"7·26"暴雨洪水特征分析[J]. 人民黄河,2018,40(12):25－27. [LU Shoude, LU Guangyu, GONG Lin. Analysis of the characteristics of July 26, 2017 rainstorm and flood in Wuding River Basin[J]. Yellow River,2018,40(12):25－27.]

[20] 邱玉茜. 无定河中游干支流设计洪峰流量频率分析[J]. 陕西水利,2012,(3):13－15. [QIU Yuqian. Frequency analysis of designed peak discharge in the main and branch of the middle reaches of Wuding River[J]. Shaanxi Water Resources,2012,(3):13－15.]

[21] 姬保雄. 米脂县无定河大桥防洪工程处洪水分析[J]. 陕西水利,2019,(3):63－65. [JI Baoxiong. Flood analysis of flood control works of Wuding River bridge in Mizhi County[J]. Shaanxi Water Resources,2019,(3):63－65.]

[22] 吕智荣. 无定河流域考古调查简报[J]. 史前研究,1988,(00):218－232. [LV Zhirong. Brief report on archaeological investigation in Wuding River Basin[J]. Prehistoric Studies,1988,(00):218－232.]

[23] 徐建华,李晓宇,陈建军,等. 黄河中游河口镇至龙门区间水利水保工程对暴雨洪水泥沙影响研究[M]. 郑州:黄河水利出版社,2009:1－340. [XU Jianhua, LI Xiaoyu, CHEN Jianjun, et al. Effects of engineering on storm rains and floods in the middle reaches of the Yellow River—the Hekou to Longmen part [M]. Zhengzhou: Yellow River Conservancy Press,2009:1－340.]

[24] 史辅成,易元俊,慕平. 黄河历史洪水调查、考证和研究[M]. 郑州:黄河水利出版社,2002:81－123. [SHI Fucheng, YI Yuan jun, MU Ping. Investigation, research and study on the Yellow Historical Flood[M]. Zhengzhou: Yellow River Water Conservancy Press,2002:81－123.]

[25] HUANG Chunchang, PANG Jiangli, ZHA Xiaochun, et al. Extraordinary hydro-climatic events during the period AD 200-300 recorded by slackwater deposits in the upper Hanjiang River Valley, China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013,374:274－283.

[26] 张丕远,葛全胜,张时煌,等. 2000 年来我国旱涝气候演化的阶段性和突变[J]. 第四纪研究,1997,17(1):12－20. [ZHANG Peiyuan, GE Quansheng, ZHANG Shihuang, et al. The modes and abrupt changes of climate in China during recent 2000 years[J]. Quaternary Science,1997,17(1):12－20.]

[27] HUANG Chunchang, JIA Yaofeng, PANG Jiangli, et al. Holocene colluviation and its implications for tracing human-induced soil erosion and re-deposition on the piedmont loess lands of the Qinling Mountains, northern China[J]. Geoderma,2006,136:838－851.

[28] 詹道江,谢悦波. 古洪水研究[M]. 北京:中国水利水电出版社,2001:1－83. [ZHAN Daojiang, XIE Yuebo. Palaeoflood study [M]. Beijing: China Water Power Press,2001:1－83.]

[29] 武汉水利电力学院水力学教研室编. 水力学[M]. 北京:高等教育出版社,1986:335－336. [Wuhan College of Water Resource and Hydropower. Hydraulics[M]. Beijing: Higher Education Press,1986:335－336.]

[30] BAKER V R. Paleoflood hydrology in a global context[J]. Catena, 2006,66:161－168.

Palaeoflood events in the lower reaches of the Wudinghe River

LI Xiao-gang[1,2], HUANG Chun-chang[2], PANG Jiang-li[2]

(1 *College of Urban-Rural Planning and Architectural Engineering Development and Management Engineering Science, Shangluo University, Shangluo* 726000, *Shaanxi*, *China*;

2 *College of Geography Science and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an* 710119, *Shaanxi*, *China*)

Abstract: In recent years, palaeoflood has been widely studied in the middle reaches of the Yellow River and its tributaries. However, Wudinghe River, Shaanxi Province, China, which is the largest tributary between Hekou and Longmen section of the Yellow River, has not been reported in these studies. A Holocene profile with palaeoflood slack water sediments was found at the Sujiagetuo (SJGT) site in the lower reaches of the Wudinghe River basin through detailed field investigation. The lower reaches of the Wuding River are bedrock canyon sections, which are suitable for palaeoflood hydrology research. The upper and lower boundaries of the palaeoflood SWD are clear with other layers and the thickness of SWD is 30 cm . The palaeoflood SWD, characterized by thin bedding, directly covers the Eastern Han cultural layer. Experimental results show that coarse silt is the main grain size composition of the palaeoflood SWD and 2012 flood SWD and accounted for 59.58% of the palaeoflood SWD and 46.52% of 2012 flood SWD. The standard deviation (σ) and separation coefficient (S_0) of palaeoflood SWD are smaller, i. e., 1.51 and 0.79, respectively, which are close to the standard deviation of 2012 flood SWD (0.33 and 0.65 respectively). The smaller values of deviation (σ) and separation coefficient show an effective sampling and sampling pretreatment procedure, indicating that they are well sorted during the sedimentation process. The magnetic susceptibility of the palaeoflood SWD and 2012 flood SWD are extremely low (37.8×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$ and 28.3×10^{-8} $m^3\cdot kg^{-1}$), indicating that they are both fresh sediments and are hardly affected by weathering and soil formation. Palaeoflood SWD and 2012 flood SWD are also characterized by low ignition loss and high calcium carbonate content. These experimental data indicate that the sedimentological characteristics of the palaeoflood SWD and that of the flood SWD in 2012 are similar, which indicates that it recorded a large flood event in the lower reaches of Wudinghe River. OSL dating of the cultural layer shows that the palaeoflood event occurred in 1 900 – 1 700 a BP. According to the 22% bulk sediment of the Baijiachuan Hydrological Station in the Wudinghe River, the slack water flow depth method of palaeoflood SWD is used to restore the palaeoflood stage to 765.9 m. Based on the hydraulic parameters such as the gradient of 0.002 5 and roughness coefficient of 0.035, the peak discharge of palaeoflood was reconstructed to be 10 530 $m^3\cdot s^{-1}$ by the slope-area method. Using flood mark water level in 2012, the calculated value of peak discharge is 1 030 $m^3\cdot s^{-1}$ at the same section and parameters, and the error between the calculated peak discharge and the measured value is 3.09%, which shows that it is reasonable and reliable to restore the peak discharge of palaeoflood using the slope-area method in the lower reaches of the Wudinghe River. Results extend the flood data series of the lower reaches of the Wudinghe River and provide a scientific basis for the development and utilization of water resources and energy resources.

Key words: palaeoflood hydrology; slackwater deposits; Holocene; Wudinghe River